

Vs EN MATERIALES MARGOSOS EN ZONA DE ALCOI: ANÁLISIS DEL EFECTO DE INESTABILIDAD DE LADERAS EN LA Vs

Cintia CANTÓ ESTEVE

cce9@alu.ua.es

RESUM: en l'actualitat per a la caracterització de les propietats mecàniques de les roques existeixen una gran varietat de tècniques. La determinació de la velocitat de cisalla (Vs) als primers 30 m de profunditat, pot ser molt interessant, ja que tenen moltes aplicacions, com per exemple quin serà el comportament d'aquests materials davant un moviment sísmic.

El present treball s'ha portat a terme en diferents zones pròximes a la ciutat d'Alcoi, Alacant. Són zones caracteritzades per presentar solides rotacionals en margues del Tap originats per terratrèmols en el passat. Amb aquest treball es pretén obtindre la Vs tant dins com fora del terreny solsit i comparar els resultats.

La tècnica més adequada per a l'obtenció de les dades és el mètode ReMi, desenvolupada per Louie (2001) en la Universitat de Nevada, ja que necessitava realitzar una avaluació del risc sísmic de forma ràpida i econòmica sense haver de perforar el subsòl. Aquesta tècnica està basada en la sísmica de refracció amb la diferència que la font d'energia mecànica és el soroll ambiental, també denominat microtremor. S'ha comprovat que les masses de terreny alterades de forma natural o antròpica al perdre part de la seua cohesió, es produeix una ralentització de les ones respecte als registres en profunditat o de terrenys estables.

RESUMEN: en la actualidad para la caracterización de las propiedades mecánicas de las rocas existen una gran variedad de técnicas. La determinación de la velocidad de cizalla (Vs) en los primeros 30 m de profundidad, puede ser muy interesante ya que tiene muchas aplicaciones, como por ejemplo cuál será el comportamiento de estos materiales frente a un movimiento sísmico.

Este trabajo se ha llevado a cabo en distintas zonas próximas a la ciudad de Alcoi, Alicante. Estas zonas se caracterizan por presentar deslizamientos rotacionales en margas del Tap originados por terremotos en el pasado. Lo que se pretende es la obtención de la Vs tanto dentro como fuera de los deslizamientos y comparar los resultados.

La técnica más adecuada para la obtención de los datos es la metodología ReMi, desarrollada por Louie (2001) en la Universidad de Nevada motivado por la necesidad de realizar una rápida y económica evaluación del riesgo sísmico en distintas áreas sin necesidad de realizar perforaciones del subsuelo. Esta técnica se basa en la sísmica de refracción con la diferencia de que la fuente de energía mecánica es el ruido ambiental, también llamado microtremor.

Se ha comprobado que las masas de terreno removilizadas de manera natural o antrópica, al perder parte de cohesión, se produce una ralentización de las ondas respecto a los registros en profundidad o de masa estable

ABSTRACT: nowadays there are a lot of types of methods to typify the mechanical properties of rocks. Establish shallow shear velocity it is useful for different applications, for example it is possible to know how rocks will react to an earthquake.

This project it was made in different areas near to Alcoi, Alicante. In this areas we can see a lot of rotational landslides in Tap marls that were made in the past by earthquakes. With this project we want to know Vs in landslides and stable grounds and compare it.

ReMi method was developed by Louie (2001) at Nevada University because of doing an hazard sismic evaluation in different areas without drilling. ReMi is based in seismic refraction which record shallow shear velocity according to depth from microtremor.

Modified ground by humans or nature had lost cohesion. It is verified by lower shear velocities than stable ground.

PARAULES CLAU: ReMi; Solsida; Sísmica; Ones; Vs

PALABRAS CLAVE: ReMi; Deslizamiento; Sísmica; Ondas; Vs

KEY WORDS: ReMi; Landslide; Seismic survey; Wave; Vs

1. INTRODUCCIÓN

Los terremotos producen múltiples daños a la sociedad, algunos de ellos están relacionados con la vibración o sacudida que ocurre en el terreno, dañando viviendas e infraestructuras. Pero, por otro lado, los daños producidos también se pueden generar a partir de fenómenos sismo-inducidos como son la licuefacción, las fracturas en el terreno o las inestabilidades de ladera, los cuales son consecuencia de la sacudida generada por los terremotos.

En concreto, las inestabilidades de ladera inducidas por terremotos causan una gran cantidad de pérdidas económicas y sociales (Bird y Bommer, 2004). Además de las pérdidas humanas causadas por los terremotos, las muertes producidas por las inestabilidades de ladera representan, aproximadamente, un 5% del total (Marano et al., 2009). Los estudios de Keefer (1984), fueron de los primeros en los que se estudiaba las inestabilidades inducidas por terremotos, junto con estudios posteriores (Rodríguez et al., 1999; Delgado et al., 2011a, b), han constatado que dichas inestabilidades son muy frecuentes y se pueden producir una gran cantidad de inestabilidades (desde centenares a decenas de miles) casi al mismo tiempo en amplias áreas geográficas.

A partir del estudio de Keefer (1984), las inestabilidades de ladera sismo-inducidas se suelen clasificar en tres grandes categorías: de tipo desorganizado, flujos o inestabilidades de masas saturadas en agua y las inestabilidades coherentes.

De todas ellas cabe destacar la importancia de las inestabilidades coherentes ya que se caracterizan por desplazar masas de grandes dimensiones, las cuales pueden llegar a ser mayores a 1 Hm^3 de volumen. En este tipo de inestabilidades la masa se desplaza en conjunto por la acción sísmica y, a grandes rasgos, mantiene su estructura interna, aunque cabe la posibilidad de que pueda romperse en distintos bloques. Delgado et al. (2011b) a partir de una revisión bibliográfica a nivel mundial de inestabilidades sismo-inducidas, señala que cuando tienen lugar estos grandes deslizamientos en relación con terremotos, lo

que suele ocurrir en realidad es la reactivación de inestabilidades que ya existían con anterioridad al sismo. Esto hace que las inestabilidades pre-existentes en una región sean potenciales deslizamientos si se produjeran terremotos con suficiente energía.

En este trabajo el objeto de estudio ha sido la modelización de la velocidad de propagación de las ondas S en terrenos estables y deslizados, ya que de ellas depende la reactivación de los deslizamientos durante un sismo.

2. MARCO TEÓRICO

Las inestabilidades sismoinducidas suelen ocurrir por la amplificación de ondas dentro de la masa deslizada (fig. 1) la cual consiste en que cuando la perturbación llega a la ladera donde existe un deslizamiento, esta penetra en la masa deslizada y cuando alcanza el límite superficial terreno-atmósfera, dicha perturbación se refleja dirigiéndose hacia el interior del terreno. Al alcanzar la base del deslizamiento, las ondas sufren fenómenos complejos de reflexión y refracción. La atmósfera actúa como un espejo frente a la perturbación ya que la onda no se propaga a través de ella. Cuando hay una gran diferencia de impedancias entre el terreno estable y la masa deslizada, la mayor parte de la energía se refleja y una pequeña parte se refracta (fig. 2). Si la diferencia entre las impedancias es pequeña, la proporción de ondas que se refractan y se propagan a través del terreno estable es ma-

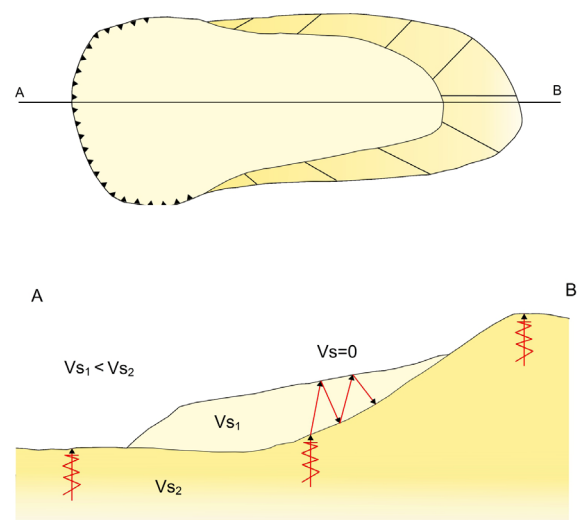


Fig. 1: amplificación de ondas en masa deslizada pre-existente al sismo.

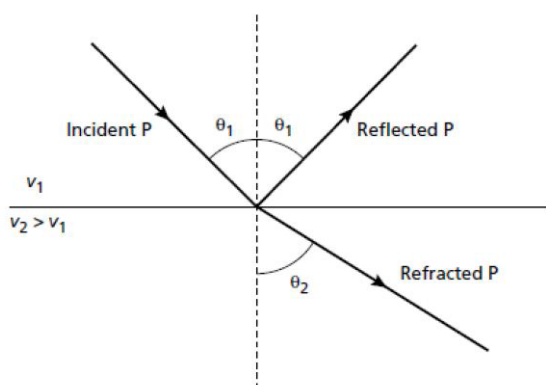


Fig. 2: onda P reflejada y refractada asociados con la incidencia oblicua de la onda P en la interfaz de contraste de impedancia acústica. Tomado de Kearey et al. (2002)

yor. En la mayoría de los problemas en relación con la respuesta sísmica del terreno, la velocidad de interés es la velocidad de propagación de las ondas de cizalla u ondas S (V_s). La gran diferencia entre impedancias provoca que la onda quede “atrapada” dentro de la masa deslizada y que además pueda sufrir fenómenos de interferencia compleja, provocando una amplificación de la sacudida sísmica, esto es que la onda experimenta un aumento de la amplitud y el tiempo de duración de la vibración en el terreno y puede causar un nuevo desplazamiento de la masa, reactivando el movimiento del deslizamiento.

Por ello la importancia de conocer cuál es la velocidad de propagación de las ondas S en las masas deslizadas y las diferencias existentes entre estos valores y el terreno estable. En principio, estas diferencias de velocidades deberían ser inexistentes en las masas deslizadas de tipo “coherente”, ya que las modificaciones a las que se ha sometido su estructura interna son prácticamente nulas. Sin embargo, en la práctica siempre existe una cierta alteración de dicha estructura, por lo que la velocidad deberá ser menor a la esperada. Cuanto mayor sea la diferencia, mayor importancia adquirirán los fenómenos de amplificación de ondas en ellas.

La impedancia acústica de un medio es igual al producto de su densidad por la velocidad de propagación de ondas. En la mayoría de los problemas relacionados con la respuesta sísmica del terreno, la velocidad de interés es

la velocidad de propagación de las ondas de cizalla u ondas S (V_s). Es por ello por lo que este trabajo se centra en conocer la magnitud del contraste de la velocidad de propagación de las ondas S. Para ello se ha modelizado la V_s de deslizamientos conocidos en la cuenca neógena de Alcoi, aplicando una técnica geofísica muy usada en ingeniería sísmica, llamada ReMi.

3. METODOLOGÍA

La prospección sísmica trata el análisis de la propagación de las ondas elásticas a través del subsuelo. Para su análisis existen distintos métodos sísmicos, los cuales se basan en la introducción de la energía mecánica en el subsuelo usando una fuente activa o pasiva y el registro de los datos mediante dispositivos superficiales. Dichos métodos se usan en una gran variedad de investigaciones y a distintas escalas, desde la evaluación no destructiva de una obra civil hasta el uso de la sísmica global (terremotos) para la investigación de la estructura interna terrestre. El comportamiento de las ondas sísmicas varía dependiendo del material por el que se propaguen ya que están relacionadas con las propiedades físicas del material que atraviesan y son independientes de la frecuencia de las ondas.

Para modelizar la V_s se ha usado la técnica de refracción de microtemores (ReMi), la cual se basa en el registro del ruido superficial con la misma instrumentación que se usa en la sísmica de refracción con algunas diferencias en el procedimiento de adquisición de datos. La sísmica de refracción (fig. 3) es un método de fuente activa que se fundamenta en el estudio de las ondas P a través del registro del tiempo de recorrido de estas ondas mediante la refracción que sufren. Esto sirve para el reconocimiento de la estructura y las propiedades mecánicas del subsuelo. En cambio, con el método ReMi, se obtiene un modelo de la velocidad de propagación de las ondas S ya que se fundamenta en el análisis del ruido sísmico ambiental, los llamados microtemores y, por lo tanto, a diferencia de la sísmica de refracción, en este caso no es necesaria una

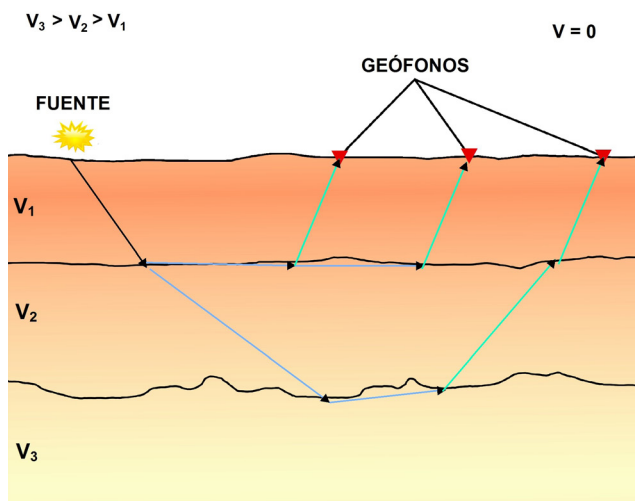


Fig. 3: esquema explicativo método sísmica de refracción. Las ondas refractadas llegan a otras capas del subsuelo que se encuentran a mayor profundidad.

fuentes activas de ondas. Esta modelización nos puede indicar con más o menos precisión cuál es el espesor de las capas y la velocidad de propagación de las ondas S en ellas.

En la campaña geofísica de toma de datos se establecieron doce estaciones de medida, tres por cada deslizamiento estudiado. En cada estación de medida se usaron doce (el mínimo necesario) o dieciocho geófonos. Esta variación depende de la longitud del terreno disponible, aunque cuantos más geófonos se usen la resolución de la profundidad que alcanzarán los registros en la vertical será mayor. La separación de los geófonos depende también de la longitud disponible, pero siempre debe ser la misma. Los geófonos se han dispuesto con una separación de 3 m en todos los casos, excepto en el perfil 8, los cuales se dispusieron con una separación de 2 m.

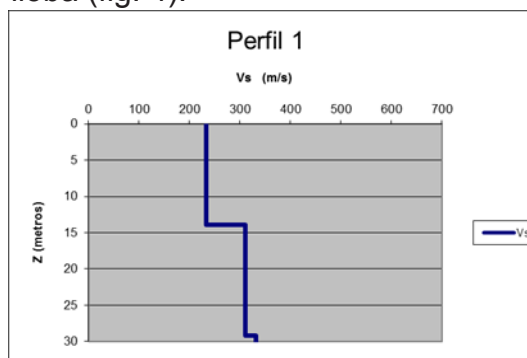
Para el registro de los datos se usó el software Ras24, el cual también nos permite comprobar el estado de los geófonos antes de realizar la adquisición de datos, ya que la disposición incorrecta de los geófonos en el suelo puede hacer que queden inutilizados y darnos perfiles que no se ajusten a la realidad. Los geófonos deben estar hincados al suelo con la mayor verticalidad posible (la desviación sobre la vertical no puede ser mayor a 15°). En el caso de que un geófono no funcione, se debe sustituir por otro distinto y volver a verificar su funcionamiento. También hay que

configurar los parámetros con los que se va a realizar el registro. En el estudio se han hecho cuatro perfiles por cada estación de medida, cada uno con distintas amplificaciones (12 dB, 24 dB, 36 dB y 48 dB), y así asegurar la obtención de un buen registro. La frecuencia de muestreo establecida, que es el tiempo que transcurre entre registros, ha sido de 4 ms durante 32 s por perfil. Cada uno de los registros genera un archivo con el que se trabajará posteriormente para poder llevar a cabo la modelización de la Vs.

Después de la campaña de prospección geofísica, se hizo un trabajo de gabinete donde se llevó a cabo el procesamiento de los datos tomados para su posterior interpretación. Para ello se ha usado SeisOpt ReMi software package (Optim, 2003). Este software está dividido en dos módulos, el SeisOpt ReMi Vspect y ReMi Disper. El primer módulo se usa para convertir los datos obtenidos en el campo a un espectro de energía, pasando de un registro de tiempo-profundidad a slowness-frecuencia. Con el módulo ReMi Disper, elaboraremos el modelo de la velocidad de propagación de las ondas respecto a la profundidad a partir de los archivos generados en el primer módulo. Así se obtendrán por cada perfil un archivo con las variaciones de la velocidad respecto a la profundidad y con estos datos elaborar gráficas velocidad-profundidad (gráfica 1).

4. CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLOGÍA

Las inestabilidades estudiadas se encuentran en la zona de las comarcas de l'Alcoià –Comtat, las cuales se encuentran al norte de la provincia de Alicante, concretamente en los términos municipales de Alcoi, Millena y Benilloba (fig. 4).



Gráfica 1: gráfico distribución de velocidades perfil 1.

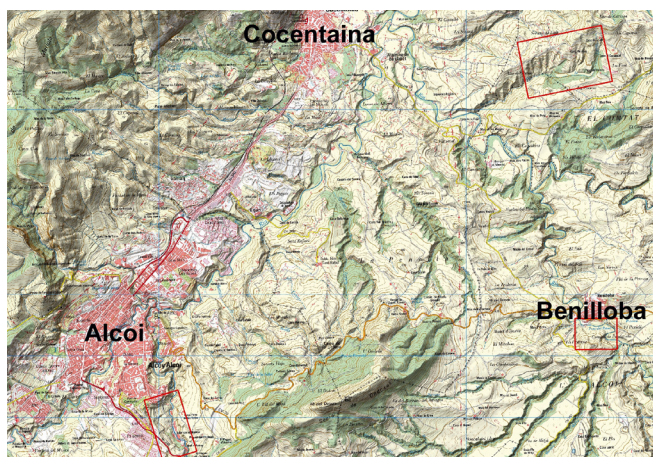


Fig. 4: situación de las áreas de estudio marcadas en rojo. Mapa Topográfico Nacional a escala 1:25.000. (MTN 25, hoja 821. CNIG)

El deslizamiento estudiado dentro del término municipal de Alcoi se encuentra en la zona del Molinar (fig. 5), corresponde a un barranco por donde pasa el río con el mismo nombre, situado en el extremo SE de la ciudad.

Deslizamiento en el Barranc de la Perera, situado al W del estribo S de la serra d'Almudaina, la zona estudiada pertenece al término municipal de Millena (fig. 6).

Por último, el deslizamiento de Benilloba se encuentra en el relieve que hay al sur del pueblo, lindando con el río Penàguila (fig. 7). El estudio se ha llevado a cabo en la cuenca Neógena de Alcoi, la cual se encuentra dentro del dominio Prebético del N de la provincia de Alicante, forma parte de las llamadas Cuen-

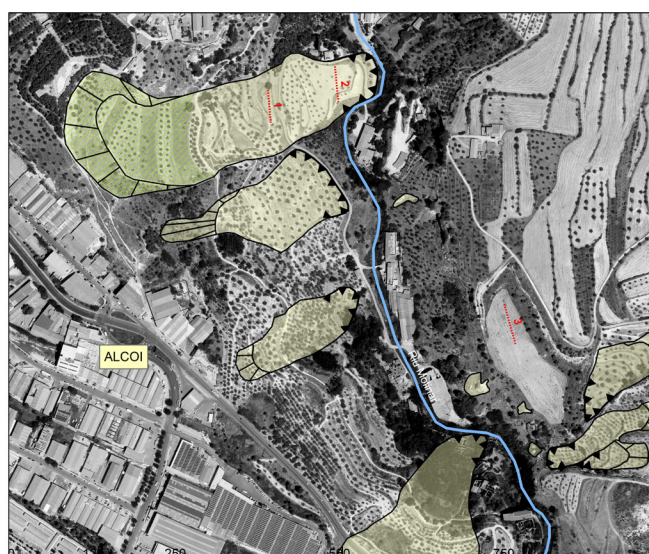


Fig. 5: en amarillo, deslizamientos detectados en la zona del riu Molinar. Los puntos en rojo corresponden a las estaciones de medida 1, 2 y 3

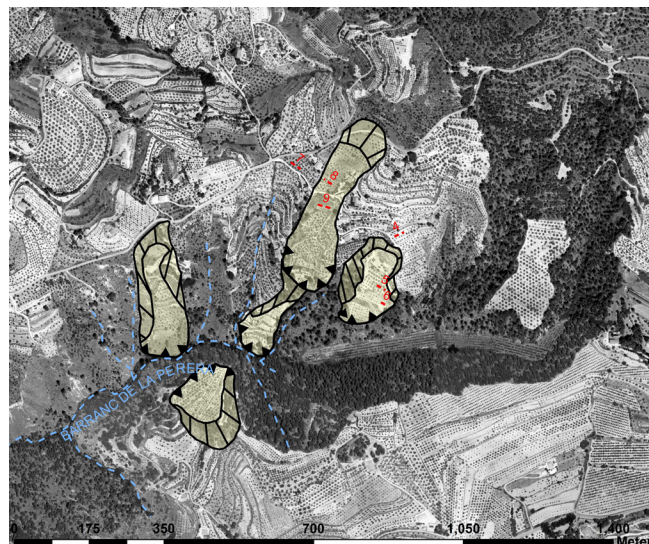


Fig. 6: en amarillo, deslizamientos detectados en el barranc de la Perera. Los puntos en rojo corresponden a las estaciones de medida 4, 5, 6

cas Neógenas sinorogénicas. En el Mioceno Inferior y Medio se generaron estas cuencas muy estrechas y alargadas orientadas según la "dirección bética". Formaban parte del Estrecho Nordbético el cual comunicaba el Atlántico con el Mediterráneo lo que provocó el depósito de materiales marinos de plataforma y pelágicos hasta el Mioceno Superior, cuando tuvo lugar una desconexión en la cuenca y que los depósitos pasaran a ser continentales. (Estévez et al., 2004). Los materiales marinos que se depositaron

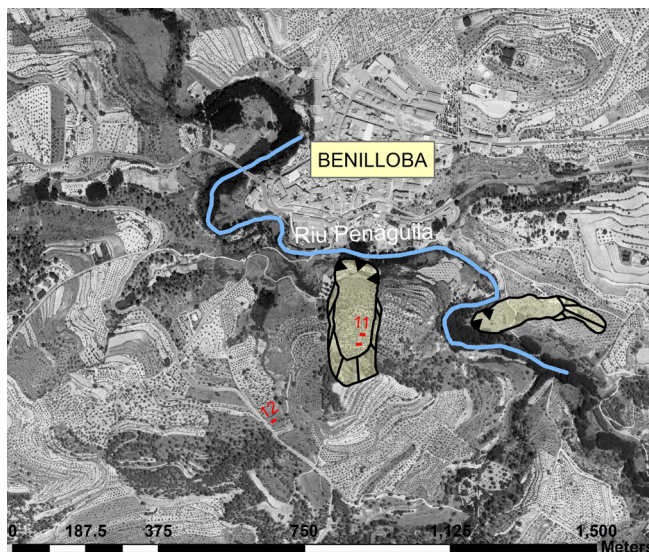


Fig. 7: deslizamientos detectados en el barranc de la Perera. Los puntos en rojo corresponden a las estaciones de medida 10, 11 y 12.

en ese momento son los materiales margosos donde se han realizado estos estudios. Estas margas son conocidas como facies Tap, constituida por margas blancas silíceas ricas en foraminíferos planctónicos y nanoplancton (Lancis, 1998). Se encuentran dos tipos, el Tap 1 y el Tap 2, las diferencias entre ellos es fundamentalmente en la caracterización micropaleontológica ya que a simple vista son muy semejantes. El Tap 1 está datado en Aquitaniense y Serravalliense Inferior y el Tap 2 pertenece va de Serravalliense Medio a Tortoniense Inferior (IGME, 2007)

En cuanto a lo que se refiere a tectónica, los materiales estudiados no han sufrido casi deformación ya que se tratan rellenos de una cuenca reciente muy poco tectonizada aunque la tectónica general de la zona se caracteriza por una sucesión de pliegues. Cabe destacar que existen un par de fallas activas cercanas a las diferentes áreas de estudio. Una de ellas es la de Benassau (QAFI) situada al SE de Benilloba la cual tiene una orientación NE-SW. Al W de las ciudades de Alcoi y Cocentaina existe la falla Alcoi – Cocentaina también con orientación NE – SW (QAFI). Al N de esta se encuentra la falla Muro de Alcoi (QAFI) con morfología curvada y orientación N-S.

5. RESULTADOS

A partir de las gráficas de velocidad – profundidad (gráfica 1) de cada perfil, hemos obtenido los siguientes resultados:

5.1. El Molinar

Perfil 1: Realizado dentro del deslizamiento principal del Molinar (fig. 5), en una posición más o menos central. La superficie del terreno se encuentra más o menos consolidada. Durante la campaña de geofísica se pudieron reconocer bancales dedicados al cultivo de olivos y almendros, sin señales de arado que pudiera alterar la capa más superficial del terreno. La interpretación de las medidas ofrece una capa superficial que llega hasta los 14m de profundidad, donde se encuentra la base del deslizamiento, y se ha registrado una velocidad de cizalla de 232.9 m/s. La capa sub-

yacente posee una velocidad de cizalla mayor de 321 m/s.

Perfil 2: Perfil realizado dentro del mismo deslizamiento que el perfil anterior (fig. 5), pero en una posición más próxima al pie del deslizamiento. Este terreno ha sido utilizado para el cultivo de árboles frutales, además de presentar una gran cantidad de hierbas. Por ello encontramos una primera capa de unos 3.7 m. de espesor con una velocidad muy baja, de 124.8 m/s. A continuación encontramos la capa del deslizamiento, que posee una velocidad de 236.49 m/s. A 15 m de profundidad, a base del deslizamiento, encontramos una capa con una velocidad de 339.43 m/s.

Perfil 3: Registro obtenido en un terreno cercano al deslizamiento de los perfiles anteriores, pero en el que el terreno es estable (no hay deslizamiento). Esta zona ha sido usada para cultivo, aunque en la actualidad parece estar abandonado y por ello el material se encuentra endurecido. Como en el anterior perfil, se ha registrado una capa de 4m con una velocidad de 246.62 m/s, debida a la agricultura. La capa subyacente de este mismo material tiene una velocidad de cizalla de 295.16 m/s.

5.2. Barranc de la Perera

Perfil 4: Perfil tomado en las proximidades de uno de los deslizamientos estudiados en un terreno de cultivo el cual estaba arado recientemente, ya que el suelo se encontraba muy poco suelto y poco o nada consolidado. Es por ello que la capa más superficial de 3.4 m de espesor de estas margas posee una velocidad de 201.22 m/s, la velocidad de cizalla de la capa subyacente de 16 m de espesor es de 282.84 m/s y en profundidad aumenta a los 346.89 m/s.

Perfil 5: Registros tomados dentro del deslizamiento situado al sur del punto anterior. El suelo se encuentra más o menos consolidado, la capa más superficial de 4 m de espesor que corresponde a la masa deslizada, tiene una velocidad de cizalla de 180.99 m/s. Las capas subyacentes de 8 y 10 m de espesor tienen velocidades de 368.55 m/s y 310.31 m/s respectivamente.

Perfil 6: La estación de medida se encuentra

en el mismo deslizamiento que el perfil anterior, en un bancal inferior. La capa más superficial que se ha registrado tiene 2 m de espesor, debido a que se trata de una zona que ha sido labrada, con una velocidad de cizalla de 98.15 m/s. En la capa subyacente, de 3 m de espesor, la velocidad es de 145.57 m/s y que atribuyo al deslizamiento. Finalmente, la velocidad en capa inferior, por debajo del deslizamiento, es de 524.96 m/s.

Perfil 7: La estación de medida se encuentra fuera del deslizamiento, en un campo de cultivo próximo a él. Como el suelo se encuentra removido la velocidad medida es de 155.69 m/s en una capa que alcanza hasta los 2 m de profundidad. La siguiente capa, el deslizamiento, de unos 20 m de espesor, se caracteriza por una velocidad de 325.45 m/s y en profundidad alcanza los 643.5 m/s.

Perfil 8: La posición de la estación de medida se encuentra dentro del deslizamiento en el que la velocidad registrada es de 102.60 m/s hasta la base del deslizamiento, que se encuentra a 5m de profundidad donde la velocidad pasa a 486.72 m/s.

Perfil 9: Los registros también se han realizado dentro del deslizamiento anterior en una zona que presenta cultivos y por lo que se ha registrado una pequeña capa de apenas 1m de espesor con una velocidad de 144.77 m/s, la velocidad medida en la siguiente capa es de 154.60 m/s la cual termina en la base del deslizamiento que se encuentra a 5 m de profundidad. La velocidad en la base es de 411.22 m/s.

5.3. Benilloba

Perfil 10: Estación de medida situada dentro del deslizamiento, en un terreno arado, por lo que el suelo no se encontraba muy consolidado, la velocidad medida es de 178.31 m/s alcanzando los 2.6 m de profundidad. La capa siguiente tiene 8 m de espesor, el cual llega a los 10m de profundidad donde se localiza la base del deslizamiento y la velocidad es de 304.85 m/s. A partir de los 10 m de profundidad la velocidad medida es de 497.26 m/s.

Perfil 11: El ensayo se ha realizado dentro del deslizamiento, en otro campo labrado unos

metros alejado del anterior. La capa más superficial de 1.6 m de espesor ha registrado una velocidad de 134.95 m/s. La siguiente capa alcanza los 5 m de profundidad con un registro de 172.13 m/s, la velocidad registrada a partir de la base del deslizamiento es de 395.19 m/s.

Perfil 12: Este último perfil se ha medido en las inmediaciones del anterior deslizamiento pero fuera de él, en un campo de cultivo el cual el suelo no tiene una elevada cohesión. En la primera capa de apenas 1.5 m de espesor se ha registrado una velocidad de 113.3 m/s y la velocidad de la capa subyacente es de 220.89 m/s.

6. DISCUSIÓN

Las distribuciones de velocidades en las diferentes medidas realizadas siguen un patrón significativo y se explica por las propiedades mecánicas del material en cuestión, ya que a pesar de ser el mismo material en todos los casos, se pueden apreciar diferencias significativas en las velocidades de cizalla. Para ver la distribución de las velocidades de forma clara y establecer los límites de las distintas capas se han creado unas gráficas de velocidad – profundidad a partir de los datos extraídos en el trabajo de gabinete y de estas se han creado distintos histogramas (fig. 8).

Como ya se ha mencionado anteriormente, gran parte de las medidas se han realizado en campos de cultivo, algunos abandonados y otros con reciente actividad. Es por ello que en muchos de los perfiles se ha detectado pequeñas capas superficiales de alteración, que en algunos casos superan los 4 m de profundidad, donde se han registrado las velocidades más bajas como se puede ver en la figura 8 en el primer histograma, que corresponde al suelo de labor. El promedio de las velocidades es de 155 m/s, donde la velocidad máxima registrada es de 247 m/s y la velocidad mínima es de 98 m/s. Esto es debido a que la actividad agrícola sumada a la presencia de árboles, que con sus raíces también contribuyen a la alteración del terreno, hacen que el material no se encuentre tan compactado y por ello las velocidades sean más bajas. Además la velo-

ciudad más alta registrada dentro de los suelos de labor, coincide con la estación de medida 3 situada en un bancal de cultivo abandonado, el cual el suelo se encuentra endurecido.

En cuanto a los materiales que han sido desplazados por los distintos deslizamientos estudiados (segundo histograma fig. 8), presentan una velocidad media de 191 m/s, la velocidad máxima registrada ha sido de 305 m/s y la mínima de 103 m/s. Aunque la velocidad media sea mayor que la que se ha registrado en el suelo de labor, es un 49% más baja que la velocidad en la base de los deslizamientos. Es por ello por lo que se entiende que la masa deslizada pierde cohesión y por tanto no posee las mismas propiedades mecánicas que el terreno estable.

Las velocidades registradas en la base de los deslizamientos y en profundidad no difieren mucho entre sí, como podemos observar en los dos últimos histogramas de la figura 8. El promedio de las velocidades en la base del deslizamiento es de 372 m/s y en profundidad es de 343 m/s, solo un 7.8% menor. Los datos nos confirman que se trata de un material más competente que el del deslizamiento, por tanto, su cohesión también será mayor y las propiedades mecánicas serán distintas que las de la masa deslizada, aunque se trate del mismo material margoso.

En los resultados obtenidos cabe destacar que los materiales que forman parte de los deslizamientos estudiados se caracterizan por poseer velocidades menores que el terreno estable que hay bajo ellos. El contraste de velocidades varía de un caso a otro, con una diferencia promedio de casi el 50%. Este contraste hace previsible que, en caso de terremoto, en varias de estas inestabilidades se podrían desarrollar fenómenos de amplificación sísmica. Será necesario realizar futuros estudios para evaluar cómo sería la severidad de la amplificación y si puede llegar (o no) a causar la reactivación de los deslizamientos.

7. CONCLUSIÓN

La investigación del comportamiento de la propagación de las ondas sísmicas a través

del subsuelo tiene una gran diversidad de aplicaciones. El método ReMi es una técnica basada en la sismica de refracción con la que se mide la distribución de la velocidad de cizalla en función de la profundidad a partir de una fuente de energía mecánica pasiva, el ruido sísmico ambiental también llamado microtremor. Fue desarrollada por Louie (2001)

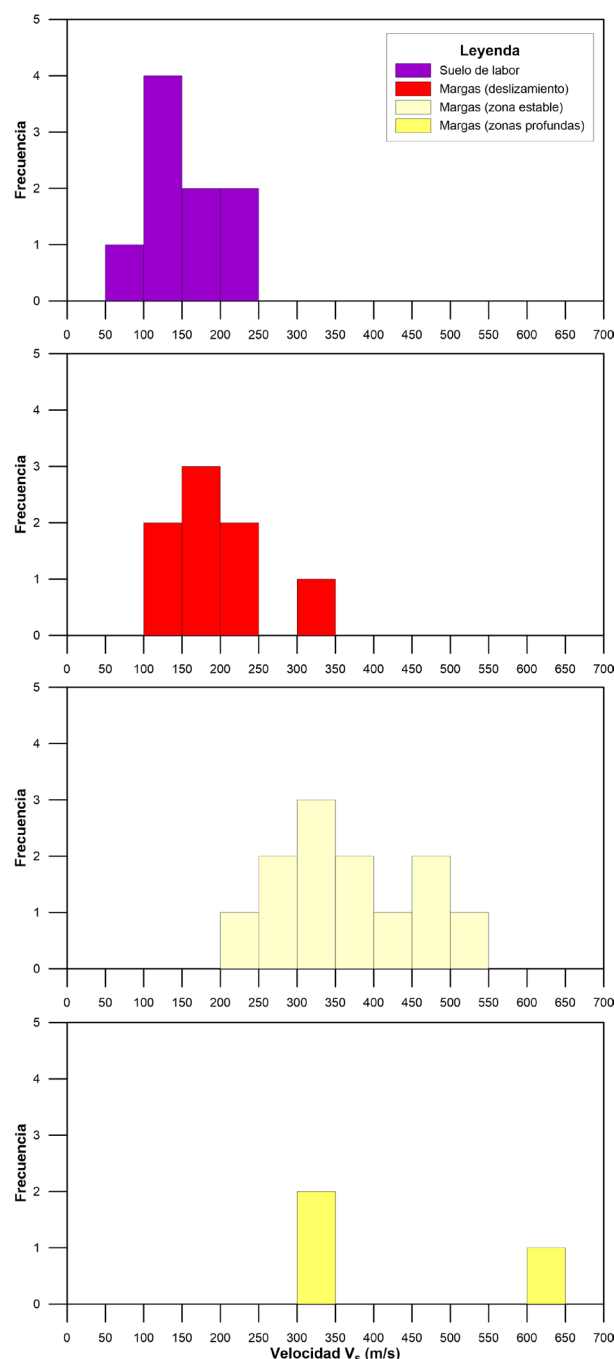


Fig. 8: histogramas de velocidad - frecuencia de los registros, cada uno representa cada tipo de material que se ha diferenciado. Las categorías incluyen aquellos valores mayores al extremo menor y los valores de igual valor que el extremo mayor.

al tener la necesidad de realizar una rápida y económica evaluación del riesgo sísmico en distintas áreas sin necesidad de realizar perforaciones del subsuelo.

Las ventajas que tiene este método es que se puede llevar a cabo con un equipo de sísmica de refracción, no es un método invasivo y es posible realizar los ensayos en una gran variedad de lugares. La modelización de la Vs es muy útil en la ingeniería civil a la hora de conocer las distintas propiedades mecánicas del subsuelo, así como la respuesta inmediata de dicho material frente a un posible terremoto (Borcherdt y Glassmoyer, 1992; Anderson et al. 1996)

En este trabajo se ha comprobado cómo puede variar la Vs en un mismo material con distintas propiedades mecánicas. Los suelos removilizados por la actividad agrícola y la presencia de vegetación, crea una capa superficial con menor consolidación haciendo que la velocidad de propagación de las ondas sea baja. También se ha comprobado que la existencia de deslizamientos contribuye a que los materiales pierdan su cohesión y por tanto sus propiedades mecánicas varíen en comparación con su estado anterior al deslizamiento, ya que se ha constatado que las velocidades de propagación de las ondas son un 49% menor en las masas deslizadas respecto a los terrenos estables.

8. BIBLIOGRAFÍA

Anderson, J. G., Lee, Y., Zeng, Y. y Day, S. (1996) Control of strong motion by the upper 30 meters: Bulletin of the Seismological Society of America, 86: 1749-1759

Andrieux, J.; Fontboté, J.M. y Mattauer, M. (1971). Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. Earth and Planetary Science Letters, 12: 191-198

Bird, J.F., Bommer, J. (2004). Earthquake losses due to ground failure. Engineering Geology, 75: 147-179.

Bolt, B.A. (1982) Inside the Earth, Freeman.

191 pp

Borcherdt, R. D., y Glassmoyer, G. (1992) On the characteristics of local geology and their influence on ground motions generated by the Loma Prieta earthquake in the San Francisco Bay region, California. Bulletin of the Seismological Society of America, 82: 603-641.

Clayton, R. W., y McMechan, G. A. (1981) Inversion of refraction data by wavefield continuation: Geophysics, 46: 860-868

Delgado, J., Peláez, J.A., Tomás, R., García-Tortosa, F., Alfaro, P., López Casado, C. (2011a). Seismically-induced landslides in the Betic Cordillera (S Spain). Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 31: 1203-1211.

Delgado, J., Garrido, J., López Casado, C., Martino, S., Peláez, J.A. (2011b). On the far field occurrence of seismically induced landslides. Engineering Geology, 123: 204-213.

Estévez, A., Vera, J. A., Alfaro, P., Andreu, J. M., Tent-Manclús, J. E., y Yébenes, A. (2004) Alicante en la cordillera Bética en: Geología de Alicante Alfaro, P., Andreu, J. M., Estévez, A., Tent-Manclús, J. E. y Yébenes, A. pp 39-50

Estévez, A., Yébenes, A., Alfaro, P., Pina, J. A., Andreu Rodes, J. M. (2008) Itinerarios geológicos por la provincia de Alicante, Publicaciones Universidad de Alicante. 318 pp

Everett, M. E. (2013) Near-Surface Applied Geophysics, Cambridge. 403 pp

Fallot, P. (1948). Les Cordillères bétiques. Estudios Geológicos, 4: 259-279

Fuis, G., Mooney, W., Healy, J., McMechan, G. y Lutter, W. (1984) A seismic refraction survey of the Imperial Valley Region, California: Journal of Geophysical Research, 89: 1165-1190

Horike, M. (1985) Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas, Journal of Physics of the Earth,

33: 59-96.

IGME (2007) Actualización y mejora del conocimiento hidrogeológico y funcionamiento de los acuíferos de Alicante. Tomo 1 Memoria. Caracterización hidrogeológica de la U.H. 08.40 (Sierra Mariola), 118 pp.

Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L.E.N. (1977). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000., I.G.M.E.

Kearey, P., Brooks, M. y Hill, I. (2002) An Introduction to Geophysical Exploration, Blackwell Scientific. 281 pp

Keefer, D.K. (1984). Landslides caused by earthquakes. Bulletin of the Geological Society of America, 95: 406-421.

Lancis, C. (1998) El nanoplancton calcáreo de las cuencas neógenas orientales de la Cordillera Bética. Tesis doctoral Universidad de Alicante, España, 423 pp.

Louie, J. N. (2001) Faster, better: Shear wave velocity to 100 meters depth from refraction

microtremor arrays. Bulletin of the Seismological Society of America, 91: 347-36.4

Marano, K.D., Wald, D.J., Allen, T.I. (2009). Global earthquake casualties due to secondary effects: a quantitative analysis for improving rapid loss analyses. Natural Hazards, 52: 319-328.

Martín-Algarra, A. (1987) Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Tesis doctoral Universidad de Granada, España, 1171 pp.

Pierson d'Autrey, L. (1987). Sédimentation et structuration synsédimentaire dans le basin néogène d'Alcoy (Cordillères bétiques externes orientales, Espagne). Tesis, Universidad de Paris-Sud, Francia, 314 pp.

<http://info.igme.es/qafi> Base de Datos de Fallas Activas en el Cuaternario de Iberia (QAFI)

Thorson, J. R., and Claerbout, J. F. (1985) Velocity-stack and slant-stack stochastic inversion. Geophysics, 50: 2727-2741.



**unión
alcoyana
seguros**